

SUHU PERMUKAAN DAN KANDUNGAN PANAS LAUT PERAIRAN INDONESIA PERIODE 1901-2015

SEA SURFACE TEMPERATURE AND OCEAN HEAT CONTENT IN INDONESIA SEAS DURING THE LAST CENTURY

Mutiara Rachmat Putri^{1*}, Iwan Pramesti Anwar^{1,2}, Ayi Tarya¹, Idris Mandang³

¹Kelompok Keahlian Oseanografi, Fakultas Ilmu dan Teknologi Kebumian, Institut Teknologi Bandung,
Jalan Ganesha 10, Bandung, 40132

¹Program Studi Doktor Sains Kebumian, Fakultas Ilmu dan Teknologi Kebumian, Institut Teknologi Bandung,
Jalan Ganesha 10, Bandung, 40132

³Jurusan Fisika, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Universitas Mulawarman, Samarinda,
Kalimantan Timur

*E-mail: mutiara.putri@fitb.itb.ac.id

Naskah masuk: 10 November 2021

Naskah diperbaiki: 14 Maret 2022

Naskah diterima: 2 April 2022

ABSTRAK

Tren historis kenaikan suhu permukaan laut (SPL) telah terjadi sejak revolusi industri dunia. Secara alami, kejadian letusan gunung berapi yang dahsyat dapat mempengaruhi suhu air laut hingga kedalaman tertentu. Suhu air laut ini dapat mempengaruhi kandungan panas laut, yang berperan penting dalam mengatur kondisi iklim yang terjadi di bumi. Kandungan panas laut di Perairan Indonesia dihitung menggunakan data suhu berdasarkan data *Met Office Hadley Observation* "EN 4.1.1". Hasilnya adalah model numerik dan asimilasi data pengamatan, dengan resolusi ruang $1^\circ \times 1^\circ$ dan rentang waktu bulanan dari tahun 1901-2015 (115 tahun). Kandungan panas laut dihitung di kedalaman 0-100 m dan total kedalaman perairan Indonesia. Kandungan panas laut permukaan di Indonesia dari tahun 1901-2015 mengalami kenaikan sebesar 2×10^{14} J, namun sebaliknya di total kedalaman turun sebesar -2×10^{14} J. Hal ini menunjukkan bahwa terjadi perubahan iklim dari interaksi laut udara di permukaan laut, yang ditunjukkan pula adanya trend kenaikan SPL dalam kurun waktu 115 tahun. Pengaruh Samudra Pasifik melalui Sistem Arus Laut Indonesia diperkirakan menjadi penggerak utama kenaikan kandungan panas laut di Indonesia. Fase positif dari *Pacific Decadal Oscillation* (PDO) menyebabkan turunnya kandungan panas di Perairan Indonesia. Sebaliknya fase negatif PDO menyebabkan naiknya kandungan panas laut rata-rata.

Kata kunci: kandungan panas laut, EN 4.1.1, tren suhu permukaan laut, *Pacific Decadal Oscillation*

ABSTRACT

The historical trend of sea surface temperature (SST) has occurred since the world industrial revolution. Naturally, the eruption of a volcanic eruption can also affect the seawater temperature until a certain depth. Of course, the seawater temperature affects the ocean heat content, which plays an essential role in climate change. The ocean heat content in Indonesian waters is calculated using the monthly temperature data based on *Met Office Hadley Observation* "EN 4.1.1". The results are numerical model and assimilation with observed data, with $1^\circ \times 1^\circ$ resolution during 1901-2015 (115 years). Ocean heat content is calculated in the depth of 0-100 m and the total depth of Indonesian waters. The ocean heat content in Indonesia from 1901-2015 has increased by 2×10^{14} J, but in contrast, the whole depth decreased by -2×10^{14} J. It shows that the climate change from air-sea interaction, also indicated by the trend of increase of SST in 115 years. The influence of the Pacific Ocean through the Ocean Current System of Indonesia Waters is estimated to be a significant driver of increasing ocean heat content in Indonesia. The positive phase of the *Pacific Decadal Oscillation* (PDO) caused a decrease in ocean heat content in Indonesia waters. On the contrary, the PDO negative phase causes an increase in ocean heat content.

Keywords: ocean heat content, EN 4.1.1, trend of SST, Osilasi decadal Pasifik

1. Pendahuluan

Ketika cahaya matahari memasuki bumi, lautan menyerap dan menyimpan energi tersebut dalam bentuk panas [1][2]. Panas dari matahari tersebut

akan mempengaruhi suhu permukaan laut (SPL). Mengingat sifat laut adalah sulit menerima dan sulit melepaskan panas, maka pengaruh kenaikan SPL akan menyebabkan panas tersimpan dalam jangka waktu yang lama di laut [3]. Total panas yang

tersimpan di dalam laut disebut dengan kandungan panas laut. Panas yang tersimpan dalam air laut memiliki peranan yang besar dalam memengaruhi iklim di bumi. Panas yang diserap oleh lautan dapat menyebabkan terjadinya variasi iklim di bumi seperti mencairnya es di kutub, perubahan pola arus dan gelombang, serta naiknya suhu di daratan [2][4].

Lebih dari 50 tahun, lautan telah menyerap 90% dari total panas yang dihasilkan di lapisan atmosfer [5]. Selama periode 1955-2010 kandungan panas laut global di kedalaman 0-2000 m meningkat $24.0 \pm 1.9 \times 10^{22}$ J ($\pm 2S.E$) dan di kedalaman 0-700 m meningkat $16.7 \pm 1.6 \times 10^{22}$ J [6]. Peningkatan panas yang terjadi di laut diduga diakibatkan adanya peningkatan konsentrasi karbon dioksida (CO_2), *chlorofluorocarbons* (CFCs), gas rumah kaca di atmosfer oleh perilaku manusia, seperti adanya pabrik-pabrik industri. Konsekuensi dari peningkatan panas laut yang terjadi diduga menjadi salah satu penyebab mencairnya es di kutub dan naiknya muka air laut di dunia [7].

Perairan Indonesia adalah satu perairan yang berada di daerah tropis dan berada di antara dua Samudra yaitu Samudra Pasifik dan Samudra Hindia. Menurut Hadi (2010) daerah tropis dan sub tropis mengalami kelebihan panas karena posisinya yang hampir selalu tegak lurus menghadap matahari sepanjang tahun [8][9]. Sementara daerah lintang tinggi mengalami kehilangan panas. Kelebihan panas yang diterima lautan di ekuator dapat disimpan maupun didistribusikan menuju ke lintang yang lebih tinggi.

Perairan Indonesia dipengaruhi oleh berbagai fenomena interaksi laut-atmosfer regional global seperti angin monsun, *El Nino Southern Oscillation* (ENSO), dan *Pacific Decadal Oscillation* (PDO). Angin monsun merupakan pemegang peran utama pada variabilitas iklim di wilayah Indonesia. Pada monsun barat suhu air laut lebih panas dari monsun timur [10][11][12]. Meski demikian pergeseran waktu awal musim dan atau besaran temperatur dipengaruhi juga oleh fenomena antar tahunan dan antar puluh tahunan seperti ENSO dan PDO.

Pengaruh ENSO terhadap suhu perairan Indonesia adalah berupa peningkatan suhu laut ketika terjadi La Nina dan sebaliknya ketika El Nino. Hal tersebut juga berpengaruh terhadap kedalaman thermocline di jalur utama Arus Lintas Indonesia. Pada saat La Nina kedalaman thermocline jauh lebih dangkal dan tidak terlalu jelas dibanding ketika terjadi El Nino [13]. Selain ENSO, fenomena yang memiliki dampak serupa adalah PDO. Perbedaannya terletak pada periode waktu dan kekuatan pengaruhnya [14]. PDO positif berasosiasi dengan banyaknya kejadian El Nino. Sebaliknya ketika PDO negative menunjukkan lebih banyaknya kejadian La Nina [14].

Berbagai fenomena yang terjadi di perairan Indonesia yang dapat menyebabkan perubahan suhu laut, memungkinkan berpengaruh terhadap kandungan panas yang tersimpan di perairan Indonesia. Oleh karena itu, tujuan dari penelitian ini adalah menganalisis jangka Panjang kenaikan suhu permukaan laut dan variabilitas kapasitas panas di Perairan Indonesia dalam kurun waktu 1901-2015.

2. Metode Penelitian

Daerah Kajian. Daerah kajian meliputi perairan Indonesia dan sekitarnya yang terletak antara $8^{\circ}LU-14^{\circ}LS$ dan $91^{\circ}BT-142^{\circ}BT$. Perairan Indonesia yang berada di wilayah ekuator mendapatkan intensitas matahari yang lebih tinggi setiap waktu dibandingkan dengan daerah di lintang tinggi.

Data. Pada penelitian ini data yang digunakan untuk menganalisis perubahan suhu permukaan laut dan menghitung nilai kandungan panas laut yaitu data profil vertikal dan spasial suhu yang berasal dari *Met Office Hadley Centre* "EN 4" versi ke empat atau secara ringkas ditulis "EN4.1.1" [15][16]. Data ini merupakan hasil model yang bersumber dari asimilasi data suhu dan salinitas dari beberapa sumber, diantaranya WOD09 (*World Ocean Database* Tahun 2009), ASBO (*Arctic Synoptic Basin Wide Oceanography*), GTSTP (*Global Suhu and Salinity Profile Program*), dan *Argo global data assembly centres* (GDACs). Data-data tersebut diolah dengan metode Optimum Interpolation untuk mengisi data-data yang kosong secara spasial [16].

Data yang diperoleh merupakan data bulanan dari tahun 1901 – 2015 (115 tahun)/lebih dari satu abad. Data tersebut memiliki resolusi $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ secara horizontal dan 42 level secara vertikal dengan kedalaman mencapai 5350 m. Di kedalaman 0-100 m data EN 4.1.1 memiliki 10 profil vertikal, di kedalaman 0-300 m memiliki 20 level vertikal, dan dari permukaan hingga kedalaman 5350 m memiliki 42 level vertikal.

Data bulanan suhu EN4 diunduh dari (<http://www.metoffice.gov.uk>, 2017). Data yang diperoleh dari server EN4 berada dalam format NetCDF [15]. Kemudian data diekstrak menggunakan perangkat lunak MATLAB 9.2. untuk seluruh Indonesia. Setelah itu dilakukan perata-rataan spasial. Selanjutnya, verifikasi atau validasi hasil EN4 dilakukan terhadap data satelit MODIS pada 15 tahun terakhir dan untuk perhitungan panas laut dilakukan perata-rataan lima tahunan pada setiap bulan dan tiap level kedalaman.

Perhitungan Trend Suhu Permukaan dan Kandungan Panas Laut. Nilai SPL dianalisis secara statistik untuk mendapatkan trend selama 115 tahun. Untuk mendapatkan kandungan panas laut dilakukan

pembagian perhitungan secara vertikal terhadap kedalaman. Kandungan panas laut dibagi menjadi dua kedalaman, yaitu antara 0-100 m dan total kedalaman. Pembagian kedalaman digunakan karena daerah kajian memiliki kedalaman yang bervariasi. Untuk kedalaman 0-100 m atau di permukaan digunakan untuk mengetahui perubahan kondisi atmosfer terhadap kandungan panas laut, sedangkan kandungan panas laut pada total kedalaman disesuaikan dengan kedalaman perairan di Indonesia untuk mengetahui variabilitas secara total kandungan panas laut.

Kandungan panas laut ditentukan menggunakan aturan trapesium dengan menjumlahkan kandungan panas laut di tiap kedalaman [17][18], seperti dituliskan pada persamaan (1) berikut ini:

$$Q = C_p \sum_{k=1}^M \rho_k (T_k - T_o)(z_k - z_{k-1}) \quad (1)$$

dengan:

- Q = Total kandungan panas air laut (J)
- C_p = Kapasitas kalor air laut saat tekanan konstan ($J \text{ kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$) yaitu $4184 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$
- $\rho_{(k)}$ = Densitas fungsi dari kedalaman atau di kedalaman ke-k (kg m^3)
- $T_{(k)}$ = Suhu fungsi dari kedalaman atau di kedalaman ke-k ($^{\circ}\text{C}$)
- $k = 1 \dots M$, M banyak lapisan kedalaman

Densitas air laut sebagai fungsi dari salinitas, suhu dan tekanan [19]. Densitas air laut dapat diperoleh menggunakan persamaan (2) berikut ini :

$$(\rho - \rho_o) = AS + BS^{3/2} + CS^2 \quad (2)$$

dengan:

- $A = 8.24493 \times 10^{-1} - 4.0899 \times 10^{-3} T + 7.6438 \times 10^{-5} T^2 - 8.2467 \times 10^{-7} T^3 + 5.387 \times 10^{-9} T^4$
- $B = -5.72466 \times 10^{-3} + 1.0227 \times 10^{-4} T - 1.6546 \times 10^{-6} T^2$
- $C = 4.8314 \times 10^{-4}$
- T = Suhu ($^{\circ}\text{C}$)
- S = Salinitas (Psu)
- ρ = Densitas (kg m^3)
- ρ_o = Densitas Air Murni (1000 kg m^3)

Nilai-nilai konstanta A, B, dan C ditentukan berdasarkan hasil percobaan terhadap nilai suhu dari rentang nilai 0°C hingga 90°C dengan menggunakan nilai salinitas absolut. Berdasarkan hasil percobaan yang dilakukan diperoleh kesesuaian antara persamaan dengan nilai densitas air laut dengan *standar error* sebesar $0,0063 \text{ kg.m}^3$. Untuk nilai suhu di atas 90°C , maka pengaruh dari tekanan perlu dimasukkan karena adanya pengaruh dari sifat kimia dari air laut itu sendiri [20].

Metode *least squares* dipilih untuk menentukan regresi linier dari data deret [21][22], sehingga koefisien gradien dari persamaan regresi linier

tersebut dapat dinyatakan sebagai nilai trend. Persamaan (2) menunjukkan persamaan metode least squares yang digunakan:

$$y = mx + c \quad (2)$$

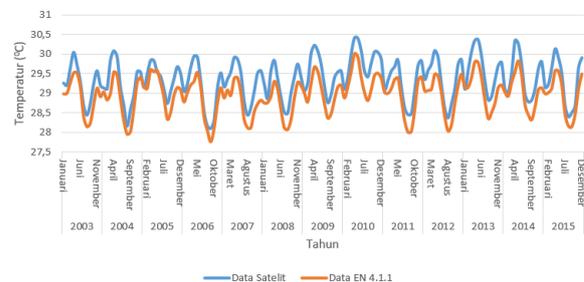
dengan:

- y adalah variabel terikat dalam hal ini adalah total panas laut dan/atau suhu
- x adalah variabel bebas dalam hal ini adalah waktu (bulan)
- c adalah konstanta yang dihasilkan
- m adalah gradien persamaan yang menyatakan nilai trend panas laut dan/atau suhu pada penelitian ini.

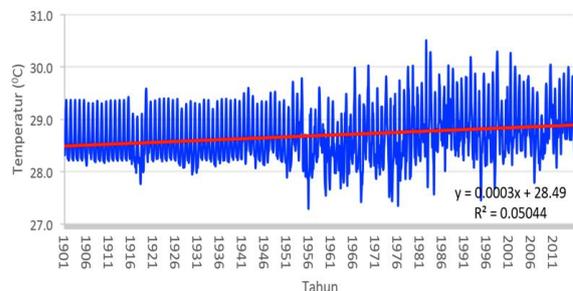
3. Hasil dan Pembahasan

Verifikasi dan validasi nilai suhu permukaan laut dilakukan sebelum perhitungan panas laut. Gambar 1. Menunjukkan SPL antara EN4 dengan data dari satelit MODIS.

Validasi model EN 4.1.1 terhadap data satelit MODIS secara deret waktu menunjukkan nilai RMSE sebesar $0,44$ dan jika dibandingkan dengan SPL per bulan data MODIS menunjukkan bahwa SPL dari EN 4.1.1 lebih kecil sebesar $0,41^{\circ}\text{C}$, yang berarti hasil analisis dari EN 4.1.1 ini masih di bawah estimasi nilai data satelit.



Gambar 1. SPL dari EN4.1.1. dengan satelit MODIS pada 2003-2015



Gambar 2. Suhu Permukaan Laut Rata-rata di Perairan Indonesia Tahun 1901-2015.

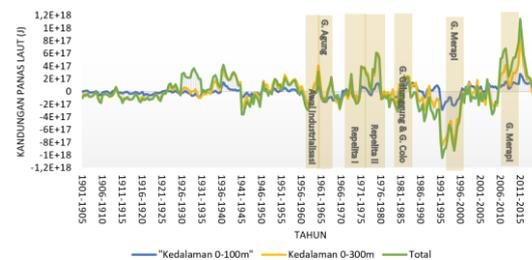
Nilai SPL di perairan Indonesia berdasarkan data dari EN 4.1.1 terdapat pada Gambar 2. Terlihat bahwa dari tahun 1901-2015 berkisar antara 27,4°C hingga lebih dari 30°C dengan rata-rata 28,49°C, ditunjukkan warna biru. Selama rentang waktu 115 tahun terjadi tren kenaikan SPL rata-rata bulanan di seluruh Perairan Indonesia sebesar 0,0003°C (ditunjukkan dengan garis merah).

Namun jika kita lihat lebih detail, hingga tahun 1950-an nilai SPL menunjukkan nilai yang relatif konstan sebesar 27,7°C sampai dengan 29,4°C, sedangkan setelah tahun 1950 menunjukkan terjadinya kenaikan rentang nilai SPL hingga tahun 2015. Pada 15 tahun terakhir (antara 2000 – 2015) SPL rata-rata naik menjadi 28,85°C, dengan fluktuasi kenaikan 0,1°C per bulan.

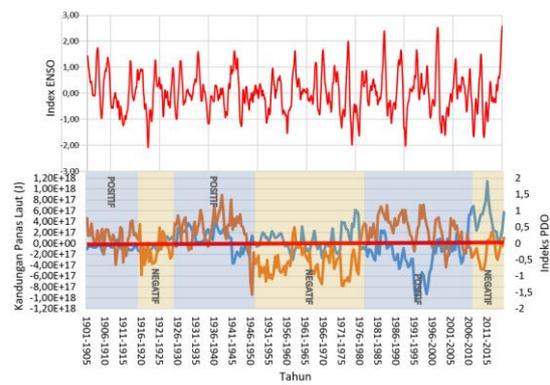
Berdasarkan perhitungan kandungan panas laut di total kedalaman (Gambar 3) berkisar antara $-1,04 \times 10^{18}$ J sampai dengan $1,15 \times 10^{18}$ J. Sementara itu, kandungan panas laut di kedalaman 0-100 m (Gambar 3 warna biru) berkisar antara $-2,86 \times 10^{17}$ J sampai dengan $2,84 \times 10^{17}$ J, dengan kenaikan nilai yaitu sebesar 2×10^{14} J dari tahun 1901-2015. Sehingga dapat dikatakan secara umum perairan Indonesia mengalami peningkatan panas laut selama periode tersebut. Hal tersebut sesuai dengan tren pemanasan yang terjadi di perairan global [5][6]. Hanya saja nilai kandungan panas laut global lebih tinggi daripada kandungan panas yang dihitung pada penelitian ini. Hal tersebut kemungkinan besar karena data yang digunakan pada penelitian laut global merupakan data observasi [5][6]. Sementara itu, penelitian ini menggunakan data model asimilasi yang memiliki keterbatasan. Seperti halnya pada bagian verifikasi dijelaskan bahwa suhu permukaan air laut antara data EN4.1.1 dengan satelit MODIS memiliki perbedaan 0,41 °C.

Sementara itu, kandungan panas laut di total kedalaman (Gambar 3 warna hijau) nilainya lebih besar dibandingkan dengan kandungan panas laut di kedalaman 0-100 m (biru), namun kecenderungannya mengalami penurunan sebesar -2×10^{14} J. Hal tersebut diduga karena sirkulasi termohalin dunia yang membawa massa air dingin dari kutub cenderung berkurang dalam jangka waktu satu abad terakhir. Hal ini menunjukkan pemanasan global dan perubahan iklim telah terjadi, baik di permukaan laut, maupun di perairan dalam [6].

Apabila dilihat secara urutan waktu, variasi terbesar dimulai pada tahun 1936 sampai dengan tahun 2015. Naiknya kandungan panas laut yang terjadi merupakan respon terhadap meningkatnya gas rumah kaca yang terdapat di atmosfer [20]. Hal ini dimulai sejak revolusi industri dunia dan dalam penelitian ini tentunya mulai banyaknya aktivitas pembangunan di Indonesia [23]



Gambar 3. Variabilitas Kandungan Panas Laut Indonesia Tahun 1901-2015.



Gambar 4. Hubungan Kandungan Panas Laut Total dengan Indeks ENSO dan PDO

Nilai kandungan panas laut di kedalaman 0-300 m memiliki pola yang sama dengan kandungan panas laut di kedalaman 0-100 m (Gambar 3 warna kuning), dengan besar antara $8,85 \times 10^{17}$ J dan $-8,43 \times 10^{17}$ J, dengan kenaikan sebesar 2×10^{13} J selama 115 tahun. Nilai kandungan panas hingga kedalaman 100 dan 300 m ini menunjukkan adanya perubahan SPL yang cukup signifikan sehingga panas yang dikandung oleh laut akibat perubahan musim cenderung makin besar dalam 115 tahun ini. Penyebab adanya kenaikan kandungan panas laut yang disebabkan oleh meningkatnya gas-gas rumah kaca seperti gas karbondioksida (CO_2), *chlorofluorocarbons* (CFCs) [20]. Sementara itu, revolusi industri yang terjadi di Indonesia terjadi antara tahun 1969-1970 [23].

Adanya gunung meletus dapat pula menyebabkan menurunnya kandungan panas laut, sebagai contoh akibat letusan Gunung El Chicon dan Pinatubo [24]. Hal ini karena umumnya atmosferik tertutup debu vulkanik yang sulit ditembus sinar matahari [24][25]. Di Indonesia selama periode 1901-2015 menurut data Badan Geologi, Pusat Vulkanologi, dan Mitigasi Bencana Geologi, Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral yang diterbitkan tahun 2016 [26], terjadi beberapa letusan gunung api yang cukup besar yaitu Gunung Agung di Bali pada tahun 1963-1964, Gunung Galunggung di Tasikmalaya, Jawa Barat pada tahun 1982-1983, Gunung Colo di Una-Una, Sulawesi Utara di tahun yang sama 1983, dan Gunung Merapi di tahun 1930-1931, 1961, dan 2010 (Lihat arsiran pada Gambar 3).

Fenomena regional *El Niño Southern Oscillation* (ENSO) terlihat pengaruhnya pada saat El Nino kuat tahun 1997-1998 dengan penurunan kandungan panas yang sangat signifikan dan meningkat kuat saat La Nina tahun 2010 - 2015. Fenomena PDO (Pacific Decadal Oscillation) yang memiliki periode 10-20 tahunan juga menunjukkan pengaruh yang signifikan terhadap kandungan panas laut di perairan Indonesia. Nilai positif (negatif) indeks PDO mengindikasikan nilai SPL bulanan di atas (di bawah) normal sepanjang pantai barat dari Amerika Utara dan Tengah di ekuator dan nilai SST bulanan di bawah (di atas) normal di bagian barat dan tengah Samudra Pasifik Utara di sekitar lintang Jepang [14][27]. Indeks PDO yang positif dapat menunjukkan terjadinya fenomena El Nino yang lebih banyak di Samudra Pasifik, dan sebaliknya ketika indeksnya menunjukkan nilai yang negatif menunjukkan terjadinya La Nina yang lebih banyak [14]. Gambar 4 menunjukkan korelasi antara nilai kandungan panas laut di perairan Indonesia dari tahun 1901-2015 dengan indeks Pacific Decadal Oscillation (PDO) menunjukkan nilai -0,77 yang artinya kedua fenomena memiliki keterkaitan yang kuat namun saling berlawanan.

Berdasarkan indeks PDO (Gambar 4) terlihat dari tahun 1901-1915 menunjukkan indeks PDO yang positif sehingga nilai kandungan panas laut di Indonesia terjadi penurunan rata-rata sebesar $-7,54 \times 10^{16}$ J. Pada tahun 1916-1925 menunjukkan indeks yang negatif, sehingga di perairan Indonesia makin meningkat pada periode tersebut. Namun jika kita lihat pada satu dekade (10 tahun) terakhir, tahun 2006-2015, terjadi kenaikan kandungan panas laut di Indonesia yang sangat signifikan sebesar $4,63 \times 10^{17}$ J. Rata-rata nilai kandungan panas laut Indonesia selama 115 tahun, dari tahun 1901-2015, naik sebesar $2,48 \times 10^{17}$ J yang menunjukkan bahwa terjadi PDO negatif atau kejadian La Nina makin banyak dan makin intens.

4. Kesimpulan

Berdasarkan hasil pengolahan data EN 4.1.1 dalam 115 tahun telah terjadi kenaikan SPL sebesar $0,414^{\circ}\text{C}$ dari rata-rata suhu $28,49^{\circ}\text{C}$. Dalam waktu 15 tahun terakhir (2006-2015) terjadi tren kenaikan SPL yang signifikan yaitu rata-rata $0,14^{\circ}\text{C}$ per bulan. Nilai kandungan panas laut di Indonesia dari tahun 1901-2015 mengalami kenaikan di kedalaman 0-100 m sebesar 2×10^{14} J, namun sebaliknya di total kedalaman turun sebesar -2×10^{14} J.

Nilai kandungan panas laut dari tahun 1901-2015 dipengaruhi oleh fenomena Pacific Decadal Oscillation (PDO) dengan korelasi -0,77 (erat berlawanan). Indeks positif PDO menyebabkan turunnya kandungan panas di Indonesia rata-rata sebesar $-1,74 \times 10^{17}$ J dari tahun 1901-2015,

sebaliknya indeks negatif PDO menyebabkan naiknya kandungan panas laut rata-rata sebesar $2,48 \times 10^{17}$ J di tahun 1901-2015. Dalam 15 tahun terakhir tampak kejadian La Nina lebih banyak dan lebih kuat terjadi di Samudra Pasifik sehingga mempengaruhi peningkatan SPL dan kandungan panas laut di perairan Indonesia.

Ucapan Terima Kasih

Kegiatan ini bagian dari Program Riset Doktor berjudul “Kajian Ketahanan Ekosistem Laut akibat perubahan iklim dan aktivitas manusia dalam kaitan pembangunan Ibu Kota Negara di kawasan Teluk Balikpapan, Kalimantan Timur”, yang didanai oleh Kementerian Pendidikan, Kebudayaan, Riset dan Teknologi / BRIN tahun 2021.

Daftar Pustaka

- [1] EPA, United States Environmental Protection Agency. 2014. Climate Change Indicators in the United States : Ocean Heat. <https://www.epa.gov/climatechange/indicators>
- [2] IPCC, 2013: Summary for Policymakers. *In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex dan P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- [3] Rhein, M., dan Coauthors, 2013. Observations: Ocean. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*, T. F. Stocker et al., Eds., Cambridge University Press, 255–315
- [4] Johnson, G. C. dan R. L. Lumpkin, Eds., 2021: Global Oceans [in “State of the Climate in 2020”]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **102** (8), S143–S198, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-21-0083.1>.
- [5] Willis, J. K., D. Roemmich dan B. Cornuelle. 2004. Interannually variability in upper ocean heat content, temperature, and thermocline expansion on global scales. *J. Geophys. Res. Lett.*, **109**, C12036, doi:10.1029/2003JC002260.
- [6] Levitus, S., J.I. Antonov, T. P. Boyer, O.K. Baranova, H.E. Garcia, R.A. Locarnini, A.V. Mishonov, J.R. Reagan, D. Seidov, E.S. Yarosh, dan M.M. Zweng. 2012. World ocean heat content and thermocline sea level change (0-2000 m), 1955-2010. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L10603, doi :10.1029/2012GL051106.

- [7] Schmitz, H. 2017. Human Activity and the Greenhouse Effect. Purde Extension: ID-506-W
- [8] Hadi, S. 2010. Pengantar Oseanografi Fisis. Institut Teknologi Bandung. Hal. 219.
- [9] Barkstrom, B. R., 1984. The Earth Radiation Budget Experiment (ERBE). *Bull Am. Meteorol. Soc.*, **65**, 1170-1185.
- [10] Amiruddin, A. M., Ibrahim, Z. Z., dan Ismail, S. A. 2011. Water masses characteristics in the Strait of Malacca using ocean data view. *Research Journal of Environmental Sciences*, **5**(1), 49-68.
- [11] Chandran, S. T., Raj, S. B., Ravindran, S., dan Narayana, S. V. 2018. Upper layer circulation, hydrography, and biological response of the Andaman waters during winter monsoon based on in situ and satellite observations. *Ocean Dynamics*, **68**(7), 801–815.
- [12] Isa, N.S., Akhir, M.F., Khalil, I., Kok, P.H., dan Roseli, N.H. 2020. Seasonal characteristics of the sea surface temperature and sea surface currents of the strait of Malacca and Andaman Sea. *J. of Sustainability Science and Management*. **15**(4). 66-67.
- [13] Pujiana, K., A. L. Gordon., J. Srintall, and R. D. Susanto. 2009. Intraseasonal variability in the Makassar Strait thermocline. *J. of Marine Research*, **67**, 757-777.
- [14] Mantua, N.J., Hare, S.R. 2002. The Pacific Decadal Oscillation. *J. of Oceanography*. **58**. 35-44.
- [15] <http://www.metoffice.gov.uk/hadobs/en4/download-en4-1-1.html> (diakses 4 Juni 2017)
- [16] Good, S.A., M. J. Martin, and N.A. Rayner. 2013. EN4: Quality controlled ocean temperature and salinity profiles and monthly objective analyses with uncertainty estimates. *J. Geophys. Res. Oceans*, **118**, 6704-6716, doi:10.1002/2013JC009067.
- [17] Young, B. P., Matthaeis. dan D. Jacob. 2009. Comparison of Satellite-Based Ocean Heat Content Estimates with Argo Measurements, SIES-GEST final report. Baltimore.
- [18] Radjawane, I. M., L. I. Bernawis, B. Priono, M. Fadli, dan H.S. Putuhena. 2015. Interannual Variation of Ocean Heat Content in outer Indonesian Waters in Warming Ocean (Case Study: West Sumatra Waters), AIP Conference Proceedings 1677, 060015 (2015); doi: 10.1063/1.4930695.
- [19] Millero, F. J. dan Huang, F. 2009. The density of seawater as a function of salinity (5 to 70 g kg⁻¹) and temperature (273.15 to 363.15 K), *Ocean Sci.*, **5**, 91–100, <https://doi.org/10.5194/os-5-91-2009>.
- [20] Levitus, S.J. Antonov, dan T. P. Boyer. 2005. Warming of the world ocean, 1955-2003. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L02604, doi:10.1029/2004GL0211592.
- [21] <https://www.ablebits.com/office-addins-blog/2018/08/01/linear-regression-analysis-excel/> (diakses 2 Desember 2021)
- [22] Schneider A, Hommel G, dan Blettner M. 2010. Linear regression analysis: part 14 of a series on evaluation of scientific publications. *Dtsch Arztebl Int.* **107**(44):776-782. doi:10.3238/arztebl.2010.0776.
- [23] Susetiawan. 1997. Tinjauan Historis Industrialisasi dan Hubungan Perburuhan di Indonesia. *J. Sos. dan Pol.* **1**(1).
- [24] Balmaseda, M. A., K. E Tenberth, dan E. Kallen. 2013. Distinctive climate signals in reanalysis of global ocean heat content. *Geophys. Res. Lett.*, **40**: 1754-1759, 10.1002/grl.50382.
- [25] Aubry, T.J., Staunton-Sykes, J., Marshall, L.R., Haywood, J., Abraham, N.L., dan Schmidt, A. 2021. Climate change modulates the stratospheric volcanic sulfate aerosol lifecycle and radiative forcing from tropical eruptions. *Nat. Commun.* **12**, 4708. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-24943-7>
- [26] Badan Geologi, Pusat Vulkanologi, dan Mitigasi Bencana Geologi, Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral, 2016, Data Dasar Gunung Api Indonesia, (<http://pvmbg.geologi.esdm.go.id/index.php/gunungapi/data-dasar-gunungapi>, diakses 26 Juli 2017)
- [27] Prianto, A., N.S. Ningsih, I. Sofian, F. Hanifah. 2011. Variabilitas Transpor Arus Lintas Indonesia Total: 1948-2011. Institut Teknologi Bandung. Bandung